

Zur Bildung intramontaner Molassebecken

Schwab, Klaus

Veröffentlicht in:
Jahrbuch 1990 der Braunschweigischen
Wissenschaftlichen Gesellschaft, S.51-56



Verlag Erich Goltze KG, Göttingen

7. 7. 1990 in Clausthal

Zur Bildung intramontaner Molassebecken¹⁾

Von **Klaus Schwab**

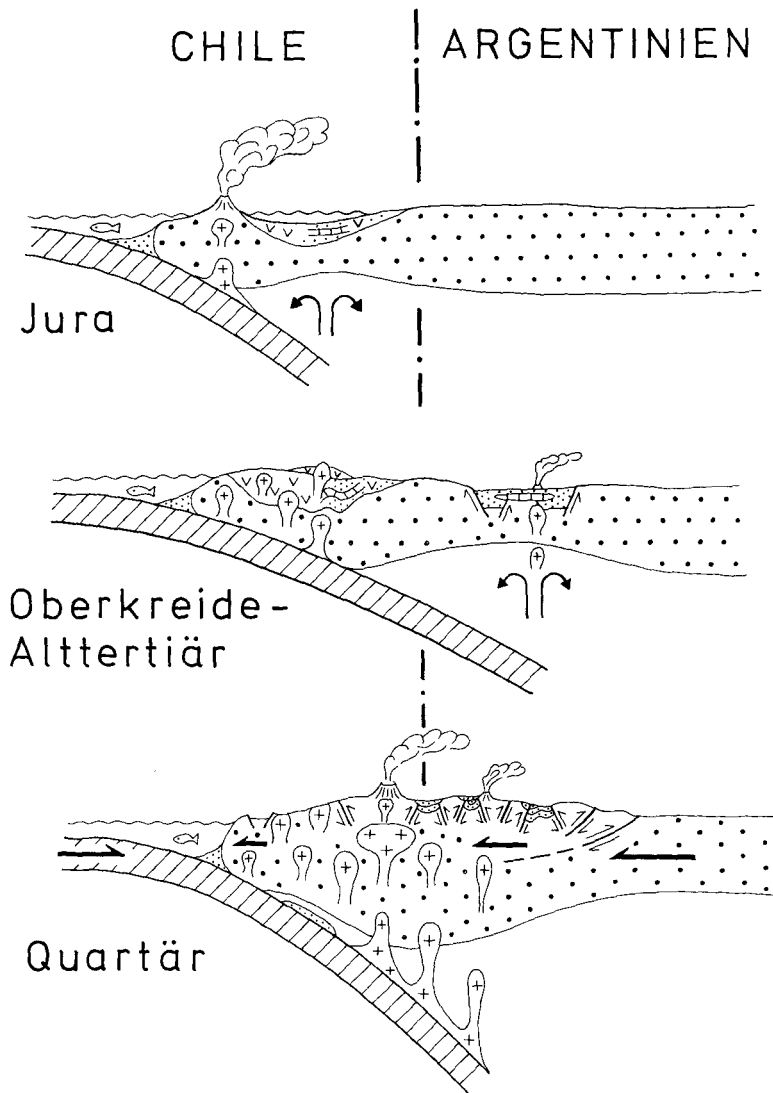
Mächtige Abfolgen mariner Flachwassersedimente oder kontinentaler Ablagerungen belegen eine Gleichzeitigkeit von Beckenbildung und Sedimentation. In zahlreichen Fällen kann eine durch extensive Beanspruchung verursachte Dehnung und eine daraus resultierende isostatische Absenkung der ausgedünnten Kruste als Ursache der synsedimentären Beckenbildung nachgewiesen werden. Die Krustendehnung wird oberflächennah durch eine bruchtektonische Deformation erreicht, bei der sich Grabenstrukturen bilden. Von solch sicheren Beispielen ausgehend, werden die dabei rekonstruierten Bildungsbedingungen oft auf andere Becken übertragen, z.B. auf die intramontanen Molassebecken der Mitteleuropäischen Varisziden, zu denen das permosilesische Saar-Nahe-Becken gehört.

Am Beispiel der intramontanen Molassebecken der Zentralen Anden kann gezeigt werden, daß eine solche Verallgemeinerung nicht zulässig ist.

Im Bereich der Zentralen Anden wird nachweislich seit Jura ozeanische Lithosphäre unter den südamerikanischen Kontinent verschluckt, wobei sich zunächst ein Inselbogen mit einem dahintergelegenen Becken (Backarc-Becken) entwickelte, in dem auf kontinentaler Kruste bis 15 km mächtige Vulkanite zur Ablagerung kamen, die schon DARWIN [1] als „Porphyrit-Formation“ beschrieben hat. Die jurassischen bis unterkretazischen andesitischen Vulkanite verzahnen sich zum E-Rand des Backarc-Beckens mit marinen und kontinentalen Sedimenten (oberes Profil).

Mit fortschreitender Subduktion wanderte die magmatische Aktivität in östlicher Richtung und in der Kreide bildeten sich in Bolivien und N-Argentinien eine Reihe von Becken durch Rifting [2]. Zunächst konnte die Sedimentation mit der Absenkung Schritt halten und es kam zur Ablagerung von 2000–3000 m mächtigen Rotsedimenten, in die auch Alkalibasalte eingeschaltet sind. In der obersten Kreide erfolgte ein weitgehender Reliefausgleich, so daß bei anhaltender Absenkung eine kurzfristige marine Ingression, wahrscheinlich aus dem östlichen Paraná-Becken in die Riftzone erfolgte (SALFITY mündl. Mitt.). Dabei überflutete das Meer auch frühere Schwellenregionen. Auf diese marine Episode folgte eine verstärkte kontinentale Sedimentation (rechter Teil des mittleren Profils), die nach wenigen Säugetierfunden bis ins Eozän anhielt [3, 4]. Im argentinischen Teil der Andenkordillere wird die kretazisch-alttertiäre Dehnungstektonik spätestens im Jungtertiär von einer Einengungstektonik abgelöst. Diese nach E wandernde Einengungstektonik führt untergeordnet zu weitweiligen Falten, vor allem aber zu Blockverschiebungen an steilen Aufschiebungen [5], bei denen es sich wahrscheinlich um eine Reaktivierung von Abschiebungen des kreta-

¹⁾ Gekürzte und etwas veränderte Fassung des auf der Plenarversammlung in Clausthal am 7. Juli 1990 gehaltenen Vortrages.



Schematische Darstellung der Orogenese der zentralen Anden vom Jura bis heute.

Die geodynamischen Profile liegen etwa bei 22°–24° südl. Breite.

Schrägschraffur: Ozeanische Kruste;

dicke Punkte: kontinentale Kruste;

die aufsteigenden divergierenden Pfeile im Oberen Mantel symbolisieren Manteldiapire;

feine Punkte: klastische Sedimente;

Vertikalschraffur: Kalke;

Haken: Vulkanite;

Kreuze: Magmen, Plutonite und subvulkanische Stöcke.

zisch-alttertiären Rifts oder von damals angelegten Schwächezonen handelt. Die krustenverkürzende Bruchtektonik begann in der argentinischen Puna östlich der vulkanischen Hochkordillere vor mehr als 11 Millionen Jahren, denn Pyroklastika dieses Alters bedecken als Einschaltung in klastische Sedimente diskordant solche Störungen [6]. Die Bruchtektonik hält bis in das Quartär an.

Die schon von MARGERIE & HEIM [7] als Keilgräben bezeichneten Tiefschollen sind potentielle Sedimentationsräume, die Keilhorste in jedem Fall Liefergebiete. In dem sich insgesamt heraushebenden Gebirge ist für eine mögliche Sedimentation in den schmalen Keilgräben das Verhältnis von Erosionsrate zu Hebungsrate von entscheidender Bedeutung. In dem Hochplateau der argentinischen Puna stellen die rezenten Salare in einer Höhe von etwa 3500 m intramontane Senken dar. Über ihre Sedimentmächtigkeiten, aus denen man indirekt Hebungsraten ermitteln könnte, gibt es kaum Angaben und die bruchtektonisch bedingten Ränder werden von Schuttfächer-sedimenten verschleiert. Einen sehr viel besseren Einblick in die Struktur und Entwicklung der teilweise sehr stark eingeeengten Keilgräben gewinnt man in den tief eingeschnittenen Tälern der Ostkordillere. Als eines der schönsten Beispiele gilt der Rio Toro-Keilgraben östlich Salta [8]. In der Keilgrabenfüllung sind als älteste Sedimente etwa 1000 m Rotsedimente des Alttertiärs [9] und an den Randstörungen lokal die liegenden Oberkreide-Kalke aufgeschlossen. Diese Kalke liegen bezogen auf NN im westlichen Teil des Keilgrabens in etwa –1000 m Tiefe [10]. Im Hangenden dieser aus der oberkretazisch-alttertiären Riftphase stammenden Sedimente folgen fast 4000 m mächtige siliziklastische Ablagerungen mit pyroklastischen und vulkaniklastischen Einschaltungen, die an den Rändern stark geschleppt und im Keilgraben selbst gefaltet sind. Diese mächtigen Sedimente stammen aus der Zeit der jungtertiären Einengungstektonik, bei der die Ränder des Keilgrabens gehoben wurden. Die absoluten Hebungsbeträge gegenüber der Tiefscholle liegen in der Größenordnung von 5000 m, denn auf der westlichen Hochscholle sind Reste des Oberkreide-Kalkes in über 4000 m erhalten [11], der in dem Keilgraben in –1000 m Tiefe liegt. In diesem tiefen Niveau dürfte er am Ende des Riftinges gelegen haben, da in seinem Hangenden noch 1000 m Rotsedimente aus dieser Phase folgen. Am schwierigsten ist die Zeitdauer abzuschätzen, in der dieser Vertikalersatz erfolgt ist, denn es liegen noch keine radiometrischen Datierungen aus pyroklastischen Einschaltungen aus der jungtertiären Sedimentabfolge vor. Aus einem Vergleich mit der weiter westlich gelegenen Punahochfläche, dürfte die Bruchtektonik wahrscheinlich vor rund 10 Millionen, maximal vor 20 Millionen Jahren eingesetzt haben. Das würde einer durchschnittlichen Hebungsrate von 0,5–0,25 mm/Jahr entsprechen.

Auf der Hochscholle können in dieser Zeitspanne von 10–20 Millionen Jahren nur die etwa 1000 m mächtigen Rotsandsteine im Hangenden der Kalke erodiert worden sein, was eine Erosionsrate von 0,1–0,05 mm/Jahr ergeben würde. Obwohl es sich bei solchen Abschätzungen um nicht sehr exakte Angaben handeln kann, so ist doch aufgrund des wohl seit der Kreide herrschenden ariden Klimas (in San Antonio de los Cobres, ca. 60 km nordöstlich des Rio Toro Keilgrabens wurde von 1927–1931 ein mittlerer Jahresniederschlag von 100 mm gemessen [21]), die Erosionsrate zweifellos sehr viel

niedriger als die Hebungsrate; das Verhältnis Erosionsrate/Sedimentationsrate aus den beiden genannten Werten beträgt 1:5. Deshalb reichen die geringen Niederschläge nicht aus, um die N-S verlaufenden Keilhorste zu zertalen und den Abtragungsschutt aus dem Gebirge in sein Vorland zu transportieren, so daß er in den Keilgräben akkumuliert wird. In der E-Kordillere haben sich durch rückschreitende Erosion erst in jüngster erdgeschichtlicher Zeit die tief eingeschnittenen Täler gebildet. Neben der Bruchtektonik ist somit die Aridität in den Zentralen Anden ein wesentlicher Faktor für die Bildung der intramontanen Becken.

Nach LABHART [12] liegen die Hebungsraten in den Alpen seit rund 20 Millionen Jahren bei 0,5 bis 1 mm/Jahr, also nicht wesentlich über denen in den Zentralen Anden. Aus den 4 Mill. Tonnen Gesteinsschutt, die der Rhein jährlich in den Bodensee transportiert, hat der oben zitierte Autor umgerechnet auf sein Einzugsgebiet eine Erosionsrate von ca. 0,5 (genau 0,46) mm/Jahr errechnet. Somit ergeben sich für die Alpen sehr viel geringere Unterschiede von Erosions- und Sedimentationsrate, die Verhältnisse betragen 1:1 bis 1:2. Aufgrund der höheren Niederschläge in den Alpen haben sich, unterstützt durch die Exaration der Gletscher, während der Eiszeit tief eingeschnittene Täler gebildet, in denen der Abtragungsschutt aus den Alpen herantransportiert wird. Aufgrund der geringen Niederschläge sind aus den nordwestargentinischen Anden als einzige Zeugen der Eiszeit einige Kare in Höhen über 5000 m beschrieben worden [13]. Die Unterschiede zwischen den beiden Gebirgen sind in einer vergleichenden Tabelle zusammengefaßt.

	Zentralanden	Westalpen
Tektonik:	kompressive Bruchtektonik	Deckenüberschiebungen
Hebungsbetrag:	~5 km	~10–20 km
Hebungsrate:	0,25–0,5 mm/Jahr	0,5–1 mm/Jahr
Klima:	arid	humid
Erosionsrate:	0,05–0,1 mm/Jahr	~0,5 mm/Jahr
Erosions-/Hebungsrate:	~1:5	~1:1 bis 1:2

Tabellarischer Vergleich der tektonischen und klimatischen Bedingungen der Gebirgsbildung in den Zentralanden und den Westalpen.

Zum Schluß soll auf die Frage eingegangen werden, ob das eingangs erwähnte permosilesische Saar-Nahe-Becken unter vergleichbaren Bedingungen entstanden sein könnte. Unbestritten ist, daß das Saar-Nahe-Becken bruchtektonischen Deformationen seine Entstehung verdankt. An seiner heutigen NW-Grenze, der Metzger- oder Hunsrücksüdrand-Störung haben nachweislich postpermische Bewegungen stattgefunden [14], so daß der permosilesische Beanspruchungsplan nicht mehr direkt rekonstruiert werden kann. Deshalb wird die Art der Beanspruchung in der Literatur auch kontrovers diskutiert [15, 16]. Aus dem sedimentologisch-tektonischen Umfeld läßt sich folgende Entwicklung ableiten: In der Tiefbohrung Saar I wurden von 4610–5662 m Tiefe marine Flachwasserkalke, Sandsteine und Alaunschiefer des Mitteldevon bis

Unterkarbon durchteuft [15]. Diese marine Sedimentation wurde an der Wende Unterkarbon/Oberkarbon unterbrochen und nach einer Schichtlücke setzte die Ablagerung des kontinentalen Oberkarbon mit den Kohlen ein. Diese Veränderung ist Folge der sudetischen Bewegungen, die anderswo im variszischen Gebirge eine stark einengende Faltung bewirkt haben. Das gilt auch für die asturischen Bewegungen im Oberkarbon, die im Saargebiet durch eine Diskordanz über dem sich synsedimentär aufwölbenden Saarbrücker Hauptsattel dokumentiert sind. Die endgültige Ausgestaltung des Saarbrücker Hauptsattels erfolgte am Ende des Oberkarbon [17], wenn man den biostratigraphischen Vergleichen von KOZUR [18] und den radiometrischen Datierungen von LIPPOLT & HESS [19] folgt, nach denen das bisher aufgrund lithostratigraphischer Argumente ausgehaltene Unterrotliegende noch dem Oberkarbon zugerechnet werden muß. Insgesamt ist demnach eine generell kompressive synsedimentäre Beanspruchung während des Oberkarbon im Saar-Nahe-Becken wahrscheinlicher als eine extensive. Klimatisch zeichnet sich in den Sedimenten eine Entwicklung von humid mit Kohlebildungen zu arid mit Rotsedimenten im Oberrotliegenden ab.

Mit dem Aufzeigen der ähnlichen tektonischen und klimatischen Entwicklungstendenzen in den intramontanen Molassebecken der Zentralen Anden und dem Saar-Nahe-Becken sollen die Varisziden Mitteleuropas nicht zu einem andinotypen Gebirge erklärt werden, wie dies NICOLAS aufgrund eines generellen Vergleiches getan hat [20].

Literatur

- [1] DARWIN, Ch.: Geological observations on South America, part III of: The Geology of the voyage of the „Beagle“. 279 p., Smith Elder & Co., London 1846.
- [2] GALLISKI, M.A. & VIRAMONTE, J.G.: The Cretaceous paleorift in Northwestern Argentina: a petrologic approach. – J. South. Amer. Earth Sc., Vol. 1, No. 4, 329–342. Pergamon Press, 1988.
- [3] SALFITY, J. A.: Evolución paleogeográfica del Grupo Salta (Cretácico-Eógeno), Argentina. – 5º Congr. Latinoameric. Geol., Actas I: 11–26, Buenos Aires, 1982.
- [4] SALFITY, J. A. & MARQUILLAS, R.A.: Las unidades estratigráficas Cretácicas del Norte de la Argentina. In VOLKHEIMER, W. & MUSACCHIO, E. A. (Editors): Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur, Vol. 1, 303–317, Buenos Aires, 1981.
- [5] SCHWAB, K.: Basin formation in a thickening crust – the intramontane basins in the Puna and the Eastern Cordillera of NW-Argentina (Central Andes). – Actas del IV. Congr. Geol. Chil., Vol. 1, 2–138 – 2–158, Antofagasta, 1985.
- [6] SCHWAB, K. & LIPPOLT, H.: K-Ar mineral ages and Late Cenozoic history of the Salar de Cauchari area (Argentine Puna). – Proc. Symp. on „Andean and Antarctic Volcanology Problems“, Santiago, 1974: 698–714, Napoli 1976.
- [7] MARGERIE, E. de & HEIM, A.: Les dislocations de l'écorce terrestre. – 154 S., Wurster & Co., Zürich 1888.
- [8] SCHWAB, K. & SCHÄFER, A.: Sedimentation und Tektonik im mittleren Abschnitt des Rio Toro in der Ostkordillere NW-Argentinens. – Geol. Rundschau 65, 1, 175–194, Stuttgart 1976.

- [9] KRALLMANN, A.: Kartierung am Ostrand des Rio Toro-Keilgrabens zwischen den Quebradas Lampazar im Süden und Potreros im Norden, Cordillera Oriental, Nordwestargentinien. – Unveröff. Diplom-Kartierung, 42 S., TU Clausthal 1989.
- [10] SCHWAB, K.: Die intramontanen Becken der Zentralen Anden. Mitteilungsblatt der TU Clausthal, Heft 71, S. 44–45, 1991.
- [11] VILELA, C. R. Descripción geológica de la Hoja 7d, Rosario de Lerma (Provincia de Salta). – Bol. Dir. nac. Min., 84, 619 Seiten, Buenos Aires 1956.
- [12] LABHART, T. P.: Geologie der Schweiz. – 164 S., Hallweg Taschenbuch, Bern 1982.
- [13] TURNER, J. C. M.: Descripción geológica de la Hoja 7c, Nevado de Cachi (Provincia de Salta) – Bol. Dir. nac. Geol. Min., 99, 78 S., Buenos Aires 1964.
- [14] SCHWAB, K.: Compression and right-lateral strike slip movement at the Southern Hunsrück Borderfault (Southwest Germany). – Tectonophysics, 137: 115–126, Amsterdam 1987.
- [15] Die Tiefbohrung Saar I. – Geol. Jahrb., Reihe A, H. 27, 551 S., Hannover 1976.
- [16] LORENZ, V. & NICHOLLS, I. A.: The Permocarboniferous Basin and Range Province of Europe. An application of Plate Tectonics – in H. FALKE (Editor): The Continental Permian in Central, West, and South Europe, 313–342, D. Reidel Publ. Comp., Dordrecht – Holland 1976.
- [17] KNEUPER, G.: Regionalgeologische Folgerungen aus der Bohrung Saar 1 in [15], S. 499–510.
- [18] KOZUR, H.: Beiträge zur Stratigraphie des Perm: Teil I. Probleme der Abgrenzung und Gliederung des Perms. – Freiburger Forschungshefte C 317: 79–121, Leipzig 1977.
- [19] LIPPOLT, H. J. & HESS, J. C.: Isotopic evidence for the stratigraphic position of the Saar-Nahe Rotliegend volcanism. I. $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ investigations. – N. Jb. geol. Paläont. Mh., 1983, H. 12: 713–730, Stuttgart 1983.
- [20] NICOLAS, A.: Was the Hercynian Orogenic Belt of Europe of the Andean Type? – Nature 236: 221–223, London 1972.
- [21] VILELA, C. R.: Descripción geologica de la Hoja 6c, San Antonio de los Cohres (Provincias de Salta y Jujuy. – Bol. Dir. nac. Geol. Min., 110, 66 S., Buenos Aires 1969.